

## Szemponatok a Központi-Bükk geomorfológiájának értelmezéséhez

TÓTH GÉZA

Legmagasabb hazai karsztfennsíkunk a Bükk-plató. Mai geomorfológiai képének és főleg részletformáinak kialakulására viszonylag kevés elemző tanulmány jelent meg. A *Bükk-fennsík* kiterjedését a ténylegesnél nagyobb területre értelmezték a szerzők. *Leél–Őssy S.* (1954) a Magas-Bükk geomorfológiája c. tanulmányában térképvázlattal jelölte a fennsík területét. Ezzel általában megegyező kiterjedésű fennsíkról írtak a szakirodalomban, tankönyvekben. „A Bükk hegység központi magja a Bükk-fennsík vagy más néven Magas-Bükk az ország legnagyobb és legszebb mészkőfennsíkja. A 800 – 900 m tengerszint feletti magasságú NY – K irányban pedig 20 km hosszú és mintegy 6–7 km széles összefüggő fennsík”. (*Pécsi M., Sárfalvi B.* 1960) Hasonló kiterjedést olvashatunk Magyarország természeti földrajzában is. (*Bulla B.* 1962.) Egyetlen helyen sem mérhetünk a valóságban 800 m magasságban 6 km-es szélességet a Bükk térképén. A 800 m feletti hegységrész kb. 25 km<sup>2</sup> (Magas-Bükk). A tényleges fennsík megközelítően 4 × 4 km kiterjedésű kb. 15 km<sup>2</sup> területtel. Ez csupán 1/8-ad része a korábbi bükki irodalomban körülhatárolt fennsíknak. (1. ábra.).

A Központi-Bükk felszínformáival, a lápák és bércek kérdésével *Leél–Őssy S.* (1954) foglalkozott legrészletesebben. Magassági szinteket határozott meg. Felismerte a bércek tetőszintjének domináló magassági értékeit, továbbá a medencék és lápák fenékszintjét, amely K-felé fokozatosan alacsonyodik.

*Leél–Őssy S.*  
magassági szintjei:

*Ugyanazok mai értelmezésben:*

### *I. A Nagy plató Ny-i részén*

- a) 940 – 960 m kiemelt bérc szint
- b) 900 – 920 m eredeti tönkfelszín
- c) 780 – 850 m tektonikusan lezökent szint

- a) kismértékben lealacsonyodott eredeti tönkfelszín
- b) átmeneti denudációs felszínek
- c) lápák eróziós karsztdenudációs szintje, amely 850 – 870 m-es idősebb pliocén elegyengetett felszínhez igazodott.

### *II. A Nagy-plató K-i részén*

- a) 820 – 840 m

- a) az idősebb pliocén denudációs szint (850 – 870 m) lealacsonyodott maradványai

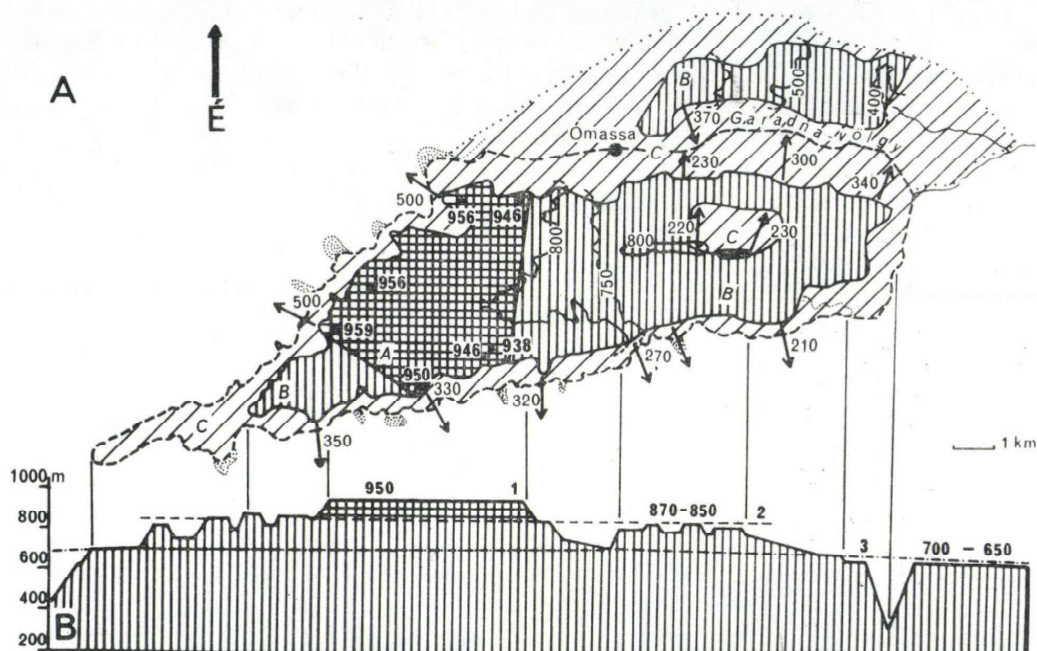
b) 680–700 m

c) 670–600 m

b) fiatalabb pliocén denudációs szint 650–700 m

c) a 650–700 m-es felszín lápái, eróziós és karsztdenudációs mélyedései

Lényegében az I/c felszín folytatódik a II/a szintben, továbbá az I/c szintje a II/b magasságban egy átmeneti lejtő után. A magassági szintek keresése, csoportosítása és jellegzetes értékeinek kiemelése helyes volt, de a tektonikus genetikai indoklása ma már nem helytálló. A tektonikus felszínforma rendszerével szemben úgy véljük, hogy a terület lápái térben és magasságban egy határozottan kirajzolódó egykori vízfolyásrendszerhez igazodnak.



1. ábra.

*A* korábbi értelemben körülhatárolt Bükk-fennsík különböző geomorfológiai területei  
A-RAJZ

Jelmagyarázat:

- = Központi-Bükk határa. (700 m-es szintvonal, Garadna, Szinva-völgy)
- ..... = A korábbi értelemben használt Bükk-fennsík északi és keleti határa = 700 m-es szintvonnallal körülvelt terület, amely nem tartozik a Központi-Bükkhöz

*A* = típusos fennsík

*B* = fennsík jellegű terület (általános térszín lejtés nagyobb 6 ezreléknél)

*C* = tagolt felszín 1 km-en belül a szintkülönbség meghaladja a 200 métert

320

*B-RAJZ*

*A* Központi-Bükk NY–K-i irányban szerkesztett metszete

1 = 950 m-es tetőszintű fennsík (tönkfelszín)

2 = 870–850 m-es tetőszintű idősebb pliocén hegylábtelep

3 = 700–650 m-es tetőmagasságú pliocénvégi hegylábtelep

A Bükk korábbi kutatói a Központi-Bükk K-i irányú lejtését hangsúlyozták. A keleties „lejtés” nem más, mint három denudációs felszín lépcsőzetes, keletre lealacsonyodó felületeinek egymásutánja. (2. ábra). E felszínhatárok eróziós és karsztdenudációs átformálódása méginkább egybesimította és megerősítette a keletre lejtés látszatát.

2. ábra. A Központi-Bükk tömbszelvénye, előterében a Kis-fennsík

*Tóth G. (1975, 1976, 1979, 1984.)* a tönkfelszín takaróiról epigenetikusan átöröklődő völgyek irányát konzekvensnek tartotta, majd később egy K-re irányuló vízfolyásrendszert feltételezett, amely az eredetileg DK-felé futó völgyeket északról majd délről is maga felé kényszerítette. Elsőnek hangoz.

tatta a Központi-Bükk mai láparendszerének kialakulását epigenetikus völgyfejlődéssel. A tényleges felszíni képre alapozva ma is ez az álláspontunk. Magyarázatot kapott a konzekvens völgyirányokra merőleges lápa-völgy. képződés. E tanulmányokban szó esett a Magas-Bükk északi peremén kifejlődött obszekvens völgyekről is. A dolinasorokat az egykori epigenetikus eredetű völgyek talpán kialakult korróziós képződményeknek tartotta.

Hevesi A. (1978, 1980.) az epigenetikus völgyátvésődés folyamatát a Magas-Bükk területén és a hegység alacsonyabb szintjén is hangoztatta. Egyetértve Schréter Z. 1954 és Tóth G. 1975, 1976 korábbi megállapításaival, az epigenetikus völgyfejlődés példáit a hegység területén tovább gazdagította. A Központi-Bükk területén a lápa-dolinaképződést inkább általánosságban fogalmazta meg. Bemutatta, de nem indokolta azok futási irányait. Jakucs L. 1971 és korábbi munkáiban megismert víznyelők mélybe fejeződő folyamatát és jelentőségét a völgyfejlődésben alkalmazta a Bükkre. Így jutott el Hevesi A. a „víznyelő-dolina” megfogalmazásához. Az általa leírt és lerajzolt folyamat esetenként végbement, de nem jellemezhetette a Központi-Bükk területét általánosságban a tanulmányaiban szereplő „víznyelő töbör sor” képződés. Véleményünk szerint *nem helyes a víznyelő és a töbör eltérő feltételek között kialakuló alaktanilag és legtöbbször működésüket tekintve is határozottan elkülönülő karsztos képződményeket víznyelő-töbör névvel egyesíteni.* Az eltömődött, inaktív vagy időszakos víznyelő továbbra is víznyelő és nem a később belékerült üledék határozza meg a karsztjelenség típusát, hanem a mészkövön kialakuló forma és folyamat és nem utolsósorban a környezetében betöltött hidrográfiai szerepe. A völgyekben alulról felfelé tartó víznyelőképződés a patak mélység felé történő lefejeződése folyamattal származtatja a bükki dolinák többségét, legalábbis a töbör sorokat. Hevesi A. feltevése szerint később a víznyelő dolinaként fejlődik az egykori víznyelő tölcser eltömődve lapos vagy katlanszerű mélyedést hagy, peremein pedig szélesedik, megerősíti dolina formáját. Az kétségtelen, hogy létezhetett a mai lápák fenékszintje felett egy-két korábbi dolina nemzedék között is az előbb leírt forma kb. 20 – 50 m-rel magasabban. Az általa leírt folyamat formakincse, ha létezett is a lápák egykori fenekén, azóta elpusztult és a mai formák típusos, oldásos töbörök a Magas-Bükkben. Tehát a recens dolinák egy újabb karsztforma nemzedéket képviselnek és nem az epigenetikus völgytalpak első dolinái vagy az ott esetenként kifejlődött víznyelők maradványai. *A Kis-fennsík jelenben is folyó exhumuláló karsztfelszínén lejátszódó folyamatokat nem lehet a jóval korábban kibontódott, azóta átformálódott Magas-Bükkre visszavetíteni.* A Magas-Bükk területén epigenetikusán átvésődő eróziósan képződött völgyek (lápák) keletkeztek. Bizonyosak lehetünk abban, hogy a völgyekben elvékonyodó, majd oda áthalmozódó üledékek hatására indult meg a dolinaképződés típusosan korróziós folyamata. Ennek feltétele volt a miocén üledékek, vízfolyások alatti elvékonyodása, majd később a maradék üledékek völgytalpakon optimális vastagságú felhalmozódása. A víznyelő-töbör sorok ellen még annyit, hogy *a dolinák képződése ma már egyértelműen a kedvező korróziós feltételekhez kötött folyamat* (Jakucs L. 1971, 1981.) A töbörökkel szemben a víznyelők elsősorban kedvező kőzetszerkezethez, kőzethatárokhoz és szerkezeti vonalakhoz igazodnak. A dolinák, dolinasorok ugyanazon a kőzeten bárhol kifejlődhetnek, ahol az átlagnál kedvezőbb korróziós feltételek (üledékek) jelenléte biztosí-



tott. Legnagyobb részük az egykori és a mai lápákban vagy a karsztot fedő takarók egykori peremein sorakoznak. A víznyelők sorozatos, tömeges megjelenése, mélybefejeződése a szerkezeti feltételek számításán kívül hagyását jelzik. A Magas-Bükk területén a ma ismert víznyelők jellegzetesen sorokba rendezetten találhatók. Többségükben közethatárokon vagy szerkezeti vonalakon pl. a triász eruptívumok, agyagpalák határain, másutt a fennsíki rétegteknő tengelyében sorakoznak. *Jakucs L.* (1971) hangsúlyozta, hogy *előbb alakultak ki a völgyek, válnak szárazzá és törvényszerű a sordolinák kialakulása a kedvezőbb üledék akkumuláció következtében.* (Ezek típusos korróziós dolinák!) Ezen általánosan megfogalmazott folyamatok példáit tanulmányozhatjuk a Központi-Bükk területén is. A Központi-Bükk és környezetének felszínfejlődési modellje alapján a nagyméretű, hosszú ideig fejlődő különböző irányba tendáló epigenetikus völgyek, majd karsztidegen anyagokat szállító időszakos vízfolyások eróziós és akkumulációs ritmusai a töbrök fejlődésének optimális feltételeit biztosították.

Az irodalomból kiemelt néhány korábbi megállapítás és azok értékelése után a lápák, bércek és a dolinák bükki kialakulását, térbeli helyzetét ismertetem.

*A Központi-Bükk genetikai és magassági szintjei meghatározzák a bércek és lápák magasságát.*

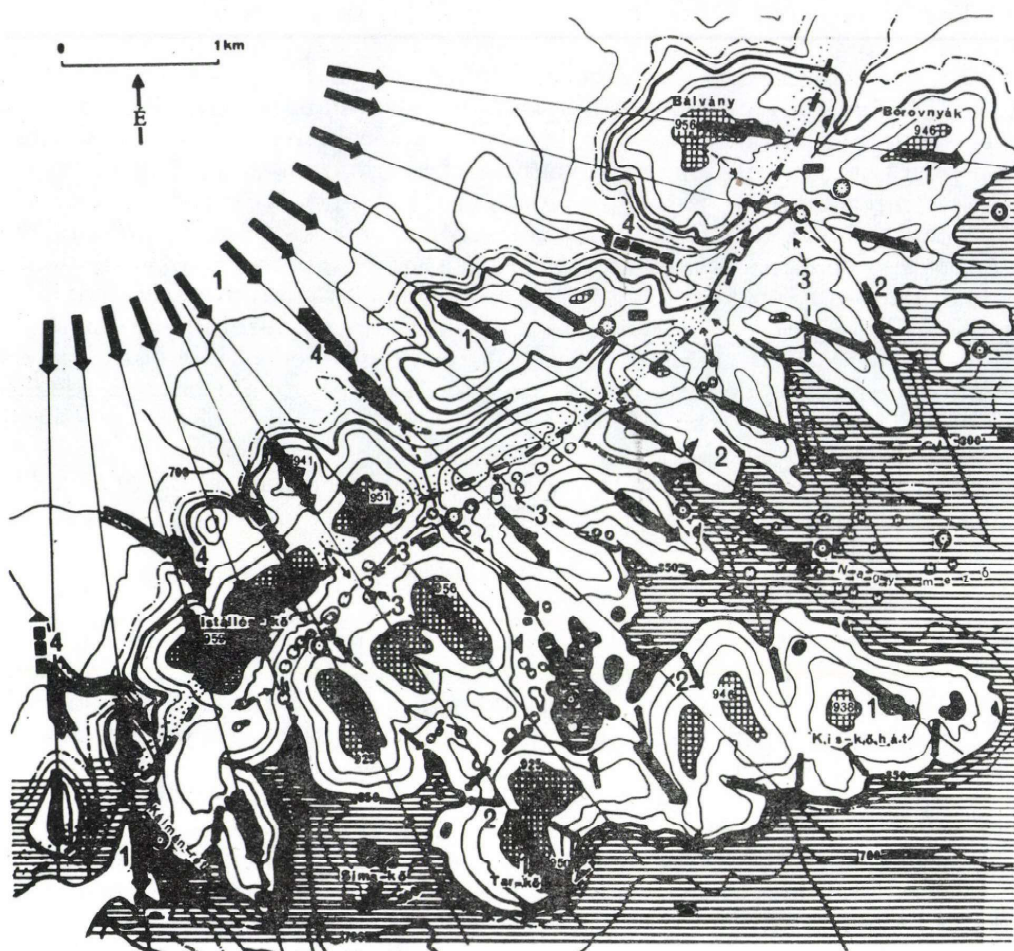
A Központi-Bükk területén a lápák adott lepusztulási felszínek negatív formái, nem mások, mint epigenetikusán mészkőre vésett völgyek, amelyek karsztkorróziós folyamatokkal gazdagodtak. Futási irányaik, kapcsolataik jól tükrözik az egykori felszín általános lejtését, továbbá fejlődésük kezdeti eróziós jellegét. Ha jelenleg vízzárónak tekintenénk a Központi-Bükk területét, a lápák a felszíni csapadékot minden akadály nélkül levezetnék. E törvényszerűséget nem zavarná néhány 10 – 20 méterrel karsztkorróziósan túlmélyített lápaszakasz vagy ilyen nagyságrenddel kiemelkedő lápaküszöb. A bércek a különböző magasságú lepusztulási felszínek kismértékben lealacsonyodott maradványai.

### A Központi-Bükk magassági tagozódása

- a) 950 m-es tetőszintű Bükk-fennsík (938 – 959 m) (T)
- b) 850 – 870 m-es idősebb pliocén lepusztulási felszín (P<sub>1</sub>)
- c) 650 – 700 m-es tetőszintű fiatalabb pliocén felszín (P<sub>2</sub>)

A Központi-Bükk közepén elhelyezkedő fennsík a hegység legmagasabbra felboltozódott felső-kréta – középső-miocén trópusi, szubtrópusi tönkfelszín legkevésbé lepusztult, megmaradt darabja. Ettől keletre maradvány hegyekben a déli oldalon néhány párkányban továbbá nyugaton nagyobb, egységesebb területtel csatlakozik a fennsíkhhoz a 850 – 870 m-es felszín, ez mély öblözetet alkot a Nagy-mező, Feketesár-rét térségében a fennsík rovására (3. ábra). A felsorolt felszínek és azok továbbfejlődése ad kiindulási alapot a terület rendszertelennek tűnő felszíntagoltságának értelmezéséhez. Feltétlenül számolni kell a következőkkel a bérce-láparendszer kialakulásánál:

a) A fedett tönkfelszín megközelítően ÉÉNy – DDK-i irányba *kibillent és egyidejűleg felboltozódott, ennek megfelelően epigenetikus és konzekvens* irá-



3. ábra

A Bükk-fennsík területe a Nagy-mezői és a Sima-kői öblözettel

- 1 Konzekvens (epigenetikus) völgyek és az uralkodó bércirányok
- 2 = Az idősebb pliocén elegyengetett felszínre irányuló völgyek (lápák)
- 3 = A miocén takarók peremén (pontozott terület, szaggatott vonal) kialakult völgyelés felé irányuló lápák
- 4 = Az északi területek pliocén végi lealacsonyodása, elegyengetődése kialakította az obszekvens völgyeket



= víznyelők, zsombolyok



= forrásbarlangok



= 925 m feletti területek



= 870 – 850 m-es lepusztulási felszín részletei, elkülönült maradványai

nyú völgyek képződtek. Ezek jelentős ideig eróziósan, majd karsztos folyamatokkal fejlődtek tovább. A dolinák két, esetleg három nemzedéke csak hozzájárult, de nem meghatározó a lápák kialakulásában.

b) A felboltozódás átmeneti szüneteiben *a kiemelt térszín körül a peremek felől denudációs szintek képződtek*. Az így elegyengetett felszínek magasabb központi terület (fennsík) takaróinak újabb lehordási irányokat adott. Az idősebb *pliocén* lepusztulási felszín – amely a mai 950 m-es tetőmagasságú tönkfelszín körül helyezkedett el – külső peremén továbbra is megmaradhattak az eredeti lejtési irányokat őrző konzekvens völgyek. Ezek helyenként tovább öröklődtek a *fiatalabb pliocén* elegyengetett felszínre.

c) A felboltozódó tönkfelszín fokozatosan lepusztuló takarói a mai Magas-Bükk északi részén *a konzekvens völgyirányokra merőleges* peremmel hosszabb ideig stagnálhattak, ennek következtében a takaró peremén (közethátáron) *eróziós haránt vízfolyások* fejlődtek ki (Tóth G. 1975., 1984.). (Bánkút-Hármaskút-Káposztás-kert – Küllő-hegy – Őr-kő). Továbbá a fennsíki rétegteknő szerkezetéhez igazodó jól kimutatható másik harántvölgyelés is kiformálódott a Fekete-sár-rét – Nagy-mező – Kis-mező vonalon.

d) A fiatalabb *pliocén* lepusztulási felszínt kisebb részben átöröklött konzekvens völgyirányok nagyobb részben a peremi medencék felé irányuló, a pleisztocénban képződött völgyek jellemzik.

e) A Magas-Bükk a felboltozódás és kibillenés kezdetén (miocén vége, *pliocén* eleje) egy ideig magasabb északi háttérrel rendelkezett. Majd az első és második *pliocén* denudációs felszín képződésével az északi magasabb terület gyors ütemben lepusztult, ennek következtében a DDK-i futású konzekvens völgyirányokkal ellentétes *obszekvens völgyek* vésődtek be.

Az előzőek alapján lehetőség nyílik *Leél-Össy S.* és követőinek tektonikus magyarázata helyett a Központi-Bükk részformáinak újszerű eróziós indítású, de jelentős areális denudációs és karsztkorróziós folyamatokkal együttjáró morfológiai értelmezését megkísérelni. A kialakító folyamatokat a *pliocén* második felére és a pleisztocénra kell tennünk. Az előzőekben felsorolt szempontok a negatív formák (lápák) értékeléséhez adnak támpontot, s egyben a pozitív formák alaktani magyarázatát is megkapjuk ha a kiindulásnak tönkfelszínt, illetve alacsonyabb elegyengetett felszíneket veszünk.

*Felszínfejlődési szakaszok geomorfológiai eredményei a különböző irányú völgyek és lápák*

#### a) *A konzekvens völgyfejlődés*

A Bükk-fennsík első völgyei a tönkfelszín takaróin az eredeti lejtési irányoknak megfelelően, majd a takarókról mészkőre átöröklődve alakultak ki. A Bükk-fennsíkon ÉÉNy–DDK-i ferdén kibillenő magasabb háttérrel és egyben felboltozódó gömbstíveg részlettel kell számolnunk. Az így kialakult főirányok a későbbi idősebb 850–870 m-es *pliocén* lepusztulási felszín hatására módosultak vagy teljesen lepusztultak. A konzekvens irányokat részben a lápairányok, másrészt a legmagasabb bércek jelzik. Ezek alapján rekonstruálható egy határozottan kirajzolódó ÉÉNy–DDK-i és egyben sugaras irányultság, különösen ha az egész Központi-Bükköt tekintjük. *A Magas-Bükk epigenetikus konzekvens völgyei eróziósan felszabdalták a környező területek fölé alig emelkedő fedett tönkfelszínt*. A karsztosodás csak később kapott

szerpetet a lápák alján, hiszen a karsztvízfelület hosszú ideig a lápák fenékszintjében volt. Ezt bizonyítják a lápák oldalában az egykori lápafenékre ( $P_1$  lepusztulási felszínre) fakadó források barlangmaradványai is. Tehát a mai bérc-láparendszer a terület további kiemelkedése után fejlődött tovább (középső- és felső pliocén) karsztkorroziós úton akkor, amikor a magasabb területek nagyrészt megtisztultak takaróiktól, ill. a fedőkőzetek a környező 870–850 m-es lepusztulási szintre hordódtak le. Az eróziósan kifejlődött és a karsztvíznívó süllyedése következtében szárazzá vált völgyek talpán megindult a dolinaképződés. Ezzel egyidőben nagy csapadék idején és a pleisztocén klímaváltozások során számolni kell a mai fennsík lapos magaslatairól a maradék fedőkőzetek foszlányainak további lehordódásával és ezzel újabb dolinás völgytalp kidolgozódásával. E folyamat a pleisztocénban is folytatódott a magasabb völgy síkon pliocén végi, pleisztocén elejei „teraszsis dolinamaradványok” azaz idős, ma már erősen lepusztult dolinafenék maradványok láthatók rendszerint a völgy egykori tengelyében. Majd a völgy két oldalának kedvezőbb korroziós lehetőségei két-három dolinasoros lápákat alakítottak ki. Így helyenként két-három dolinanemzedék tanulmányozható egymás közelében. Ennek szép példája a Fekete-sár Keskeny-réti mélyedés. Az epigenetikus szárazzá vált völgyek középső dolina sorának fejlődése a felhalmozott üledék vastagságától és annak lepusztulásától függött (1. fénykép). A párhuzamosan futó dolinasorok korának megítélése nagy körültekintést kíván.

A legmagasabb bércek és közöttük kialakult elsődleges irányú lápák a Bükk-fennsík legmagasabb területein kereshetők 959 és 900 m között. *E völgyek és bércek jól rögzítik a konzekvens irányokat.* Ny-ról K-re haladva: Küllő-hegy – Vörös-kő-bérc, Virágos-Sár-hegy, Kőrös-bérc, Büszkés-hegy, Tar-kő, Fekete-sár-bérc, Mélysár-bérc, Füstös-kő és a Veres-sár-bérc jellegzetes konzekvens irányokat tükröznek. A lápák közül a főirányokat tartja a Káposztás-kert csaknem É–D-i futású szakasza, a felső Vörös-kő-völgy, a Fekete-sár-völgy, ill. lápa és az ettől K-re elhelyezkedő bércek közötti lápák a Kis-mező térségéig. A felsorolt bércek lepusztulási irányai, valamint a lápák lejtése továbbá néhány forrásbarlang nyílása az egykori anyagmozgás fő irányát jelzik. Az ÉNY-i peremek felől történő lepusztulást és egy gömbsüveg formájú felboltozódást feltételezve a megmaradt fennsík, azaz a legmagasabb terület a lejtési irányokkal összhangban mai alakjában is megközelítően egy félkör. Északon egyenes határt alkot a második pliocén denudáció kőzet-határhoz igazodó vonalában. A Nagy-mező térségében és a Sima-kőnél a félkörös formát az idősebb pliocén lepusztulási felszínről induló lejtőhátrálás meghontotta.

E lepusztulási folyamathoz kötődnek a legidősebb karsztjelenségek, a tetőszinti dolinák, a 850–870 m-es szint víznyelői és forrásbarlangjai. A konzekvens völgyek 1-es számmal szerepelnek a 3. ábrán.

#### b) A 850–870 m-es szintre futó völgyek

A középső pliocén pedimentáció a peremek felől a mészkőfelszínekre is ráfutott, ezzel elegyengetett síkokat hagyott ( $P_1$ ) 850–870 m-es magasságban. A fennsíktól nyugatra a hegytetők azonos magassága jelzi, délen a Sima-kői öblözet, K-en pedig a Nagy-mező Fekete-sári lepusztulási öblözet bontja meg



a 950 m-es tetőszintű fennsíkot. A  $P_1$  lepusztulási felszín új eróziós völgy-irányokat szabott meg. A mai legmagasabb bércekről lehordódó fedőközetek tehát újabb eróziós, majd karsztkorróziósan továbbfejlődő völgyeket alakítottak ki. Ezeknek a lápáknak az iránya rendszertelen, hossza rövidebb és mélysége pedig sekélyebb a korábbi konzekvens típusú völgyeknél. Helyenként a konzekvens völgyekkel ellentétes futásúak. A 850–870 m-es lepusztulási szintre futó lápák kapui azóta szélesre formálódtak. Erre a szintre futó völgyek a 2. számmal szerepelnek a 3. ábrán.

c) *A konzekvens völgyekre merőleges irányú lápák képződése*

A Magas-Büktől északra fekvő egykori magasabb térszín felé visszaszoruló fedőközet határvonalán harántvölgyelés fejlődött ki, az idősebb pliocén felszín ( $P_1$ ) kialakulása után. Ez a harántmélyedés maga felé irányította a környék vízfolyásait. Ezzel kialakult a terület harmadik völgyfejlődési típusa. Az eredeti konzekvens irányokra közel merőleges egykori takaróperem eróziós és korróziós fejlődéssel mélyítette árkát (Bánkút – Hármaskút – Szállás-Örház, Káposztás-kert, Kálmán-rét, Küllő-hegy Ör-kő).

A haránt mélyedés peremeiről a miocén takaró anyaga, valamint egy ideig az északi karbon agyagpala területekről kvarcit érkezett és továbbítódott a völgyben. A harántmélyedés kialakulását és az Északi magasabb hátteret bizonyítja az a tény, hogy tőle északra a bércek kelet-nyugati irányúak a fennsík északi peremén. Hasonló harántmélyedés fejlődött ki más genetikai alapon a Fekete-Sár-rét – Nagy-mező vonalon a  $P_1$  denudációs felszínhez igazodva a rétegteknő tengelyében. Ettől délre a bércek ugyancsak K – Ny-i futásúak, rajtuk az egykori ősi konzekvens völgyirányok csupán e bércek közötti enyhe mélyedésekben ismerhetők fel.

c) *Obszekvens völgyek*

*A Magas-Bükk északi előterének felső pliocénra történő lepusztulása az eredeti konzekvens völgyirányokkal ellentétes obszekvens völgyek kialakulásához vezetett.*

A Magas-Bükk északi pereméről a  $P_2$  felszín felé lefutó vizek a maradék miocén takaró a helyi tűzkő és porfirit anyagával mély eróziós csatornákat vésnek. Ezek a völgyek pleisztocénban az északi agyagpala előtér hátravágódó völgyeihez csatlakozva tovább mélyültek. Jellegzetes a két völgytípus (a fennsíkról lefutó és agyagpalán hátráló) „nehéz egymásra találása”.

Derékszögű kanyarok, amelyek úgy magyarázhatók, hogy közel egy időben a Magas Bükk pereméről lefutó völgyek és a  $P_2$  felszín peremei felől hátravágódó völgyek irányai kezdetben nem találkoztak, majd oldalvölgyeken át csatlakoztak. E völgyek fejlődését a pliocén legvégétől, a pleisztocén elejétől számítjuk. Az északra futó völgyek a fennsík peremén ma is a gravitációs tömegvonzások legszemléletesebb példái a hegység területén. Keskeny kővályúk a völgytalpon, ehhez széles völgyoldalok csatlakoznak, a völgytalpat durva kötőrmelék tölti ki. Az északi lejtők és a völgyek 1 km-en 500 m-es szintkülönbséget tesznek meg. Nemcsak a Bükk, hanem az ország legmeredekebb egyben legfiatalabb lepusztulási formái találhatók itt. (Istállókő északi völgyei, Leány-völgy, Ablakos-kő-völgy, Bán-völgy). Ez összefügg a hegység gyors ütemű kiemelkedésével, a mészkő állékonyságával, és a lepusztulás viszonylag késői megindulásával. (1. fénykép).



1. fénykép: Az Istállóskő északi oldalán mély kőgörgeteges obszekvens völgy (a szerző felvétele)

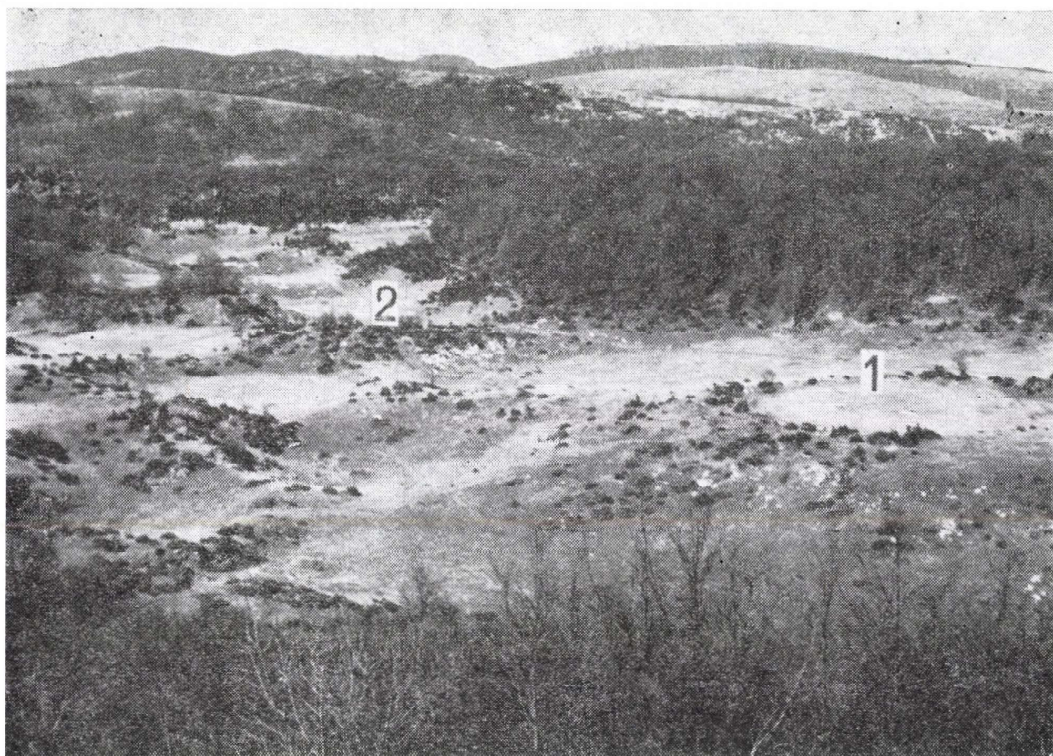
#### 4. Dolinák, dolinasorok, dolinahalmazok

A 950 m-es tetőszint dolináinak térbeli elhelyezkedése ma már nem rekonstruálható az ősi völgyek alapján. A feltételezhető egykori vízfolyások bevágódó völgyeinek a helyén illetve azokhoz futó szubszekvens völgyek alján képződhettek. Másik lehetőség, és ez lehetett a gyakoribb, a tetők dolináinak képződésére, hogy a *takarólepusztulás vagy annak elvékonyodása során biztosítottá vált az átlagnál kedvezőbb korróziós dolinaképződési feltétel*. A lápák (völgyek) talpán az áthalmozódó takarófoszlányok biztosították hosszú időn keresztül a dolinasodást.

A töbrök korát a hordozó felszínnek alapján közelíthetjük meg. A tetőszint közelében futó lápákban (900 – 850 m magasan) találjuk a legidősebb dolinákat. Koruk kb. 2 – 4 millió év. A tetőszint dolinái 1 – 2 millió éve képződtek, feltételezve azt, hogy a tetőkön hosszabb ideig megmaradtak a miocén takarók foltjai, míg az epigenetikusan mészkőre vésődött völgyekben korábban megkezdődött a dolinaképződés, ahol 2 – 3 dolina nemzedék fejlődött ki kb. (4 – 5 millió év). Az előbb említett dolináknál szükségszerűen fiatalabb dolinaképződési szakasz kezdődött a második pliocén elegyengetett felszínén.

Karsztdenudációs számítások és üledékvizsgálatok alapján a *hegység legidősebb dolina maradványai 4 – 2 millió évvel ezelőtt megindult fejlődés eredményei*. Ennél idősebb dolinák még abban az esetben is elpusztultak, ha nagy-





2. fénykép: A Fekete-sár-rét dolinái a kép jobb oldylán az egykori epigenetikus völgy tengelyében idős dolinafenék (1.) A kép közepén idős víznyelő maradvány található (2) szintén a völgy tengelyében. Kétoldalt recens dolinák. A felvétel a Büszkés-hegyről készült.  
(A szerző felvétele.)

méretű anyagfelhalmozódás átmenetileg konzerválta a dolinafenék alatt a karsztfelszín egy részletét, ugyanis a dolinaferemek oly mértékben lepusztultak a szomszédos töbrök felé, hogy ezeknek az idős fosszilis dolináknak az üledékei áthalmozódtak a környezetükben bemélyült dolinákba. A Bükk-fennsíkon átfutó epigenetikus völgyek a mészkőre csupán kb. 50–70 m-es mélységű völgyeket véshtettek erőzősán úgy, hogy a déli peremen a lejtésnek megfelelően le tudták adni a vizüket. E völgyek az északi peremek közelében még sekélyebb mélységűek lehettek. A völgyek közepén átlagosan 30–40 méteres völgybevágódásokat feltételezhetünk. A Fekete-sár – Keskeny-rét egyik legszebb példája az eredeti konzekvens völgyeknek. E völgyelés déli kijárata 880 m a Fekete-sár-rét legmélyebb szintje 830 méter. Feltételezhetünk 50 m-es eróziós völgybevését és számolhatunk 50 m-es karszteróziós lepusztulással a jelenlegi dolinák fenékszintjéig. E lápa középvonalában egy nagyméretű kitöltött dolinafenék kiemelt helyzetben egy idősebb dolinanemzedéket bizonyít, míg a környező recens dolinák 15–20 méterrel mélyebben vannak (2. fénykép). Ezen adatokból két, esetleg három dolinanemzedék kialakulását tartjuk lehetségesnek. Megbízhatóbb az az adat, ha az idősebb pliocén felszínre ( $P_1$ ) fakadó forrásbarlangok magasságát és a jelenlegi lápák fenékszint-

jét vetjük össze. Ezek az adatok hasonlóak az előbbihez, maximum 30–40 m a különbség. Ebben a lepusztulási értékben még eróziós folyamatok is szerepelnek. Számolni kell a lápatalak időnkénti inaktív szakaszaival, ami elsősorban a vastag ráhalmozott üledékek miatt következhetett be. A pleisztocén glaciálisok a korróziós dolinafejlődés kedvezőtlen időszakai voltak, míg a szabad mészkőlejtők (dolinaoldalak) gyors ütemben pusztultak. A Füstös-kő-bérc víznyelő-szakadéka ma kb. 25–30 méterrel magasabban van a szomszédos dolináktól, hozzászámolva 20–30 m általános felszínlealacsonyodást is, kb. megkapjuk az egykori völgytalpat. Ez abszolút értékben 830 m lehetett a víznyelő utolsó aktivitása idején. A mészkő völgyoldalak a pliocén végétől és a pleisztocénban helyenként 100 métereket hátráltak. Ez magyarázza a bércek oldalainak és legtöbbször a tetők dolinamentességét. Kivételt képez a fennsík 950 m-es tetőszintje, ahová a lejtőhátrálás nem jutott el, továbbá ott a tönkfelszint az utolsó 1–2 millió évig miocén takarók fedték. E fiatal lepusztító folyamatok eltüntették az oldalak dolináit vagy félig lenyesték. A víznyelőket sok helyen színig betemették. E folyamatok anyagáthalmozó szerepét érzékelhetjük a Mély-sári zsomboly kitöltésének fejnagyságú törmelék anyagán. A Magas-Bükk bérceinek lejtőhátrálási folyamatai valósággal „levetköztették” a pliocén végi és a még korábbi felszíni karsztjelenségeket a pleisztocénban.

Az alacsonyabb felszínek fiatal dolinái a jóval fiatalabb kibontódás és karsztosodás emlékeit a tetőkön és hegyoldalakon is őrzik. Pl. a *Kis-fennsík*on a karszt kibontódása ma is folyik, s ezért formakincse más, mint a *Központi-Bükk* legmagasabb területén. A dolinák keletkezése mivel karsztkorróziós képződmények, egyértelműen az átlagnál kedvezőbb üledékfelhalmozódási feltételek hatására indultak fejlődésnek. Tehát az elvékonyodó vagy optimális vastagságban felhalmozódott üledék biztosítja a környezetnél intenzívebb korróziós dolinaképződést. Az előbbi feltételek térbelileg elsősorban a völgytalpakon vagy takaró peremeken biztosítottak. Másodlagos szerepet játszik a kőzetszerkezet. Ugyanakkor ez a tényező a víznyelőknél döntő jelentőségű. Rendszerint ahol a dolinásodásra kedvező a kőzetszerkezeti feltétel, kisebb a valószínűsége nagyméretű víznyelők képződésének a kőzet erősen repedezett, tört, kis állékonysága miatt. A *Fekete-sár*, *Nagy-mező*, *Létrás*, *Borókás-tebrek* dolina halmazai nem mások, mint párhuzamos dolinasorok, vagy különböző irányú sordolinák összefutása.

A bükki megfigyelések alapján is hangsúlyozható, hogy a dolinák képződését talaj, illetve karsztidegen takarók optimális vastagságához kell kötnünk. Ez lehet denudációs és akkumulációs folyamat eredménye is. Az epigenetikus völgyek szerepe, azok kora és futásirányai, valamint a miocén üledékek késői lepusztulása, áthalmozódása ad magyarázatot a Központi-Bükk bérceinek és lápáinak, valamint dolináinak fejlődésére, térbeli elhelyezkedésére.

#### A BÜKK GEOMORFOLÓGIÁJÁNAK VÁLOGATOTT IRODALMA

- |             |       |  |
|-------------|-------|--|
| Bulla B.    | 1962. | Magyarország természeti földrajza. Bp.   |
| Frisnyák S. | 1958. | A Bükk-fennsík kialakulása és mai felszíne<br>Bors. Földr. Évk. 1. p. 14–19. Miskolc |
| Hevesi A.   | 1977. | Bükk útikalauz, Budapest p. 9–48.  |



- Hevesi A. 1978. A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata  
Földr. Ért. 27. évf. 2. 169 – 203.
- Hevesi A. 1980. Adatok a Bükk-hegység negyedidőszaki ősföldrajzi képéhez. Földt.  
Közl. 110. 3 – 4. p.  
Akad. Kiadó, Bpest. p. 1 – 310.
- Láng S. 1964. Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben  
Hidr. Közl. 1 – 2. p. 21 – 64.
- Láng S. 1964. A Bükk geomorfológiai vázlata  
Karszt és Barlang Táj. 5 – 6. p. 83 – 87.
- Leél – Őssy S. 1954. A Magas-Bükk geomorfológiája  
Földr. Ért. 3. p. 323 – 356.
- Moldvay L. 1969. A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi közép-  
hegységekben  
MAFI Évi Jelentése. 1969-ről p. 587 – 637.
- Peja Gy. 1954. A Bükk kialakulása és mai felszíne  
Természet és Társ. 113 Bp. 480 – 483.
- Pécsi M. –  
Sárfalvi B. 1960. Magyarország földrajza.  
Akad. Kiadó, Bp. p. 155 – 159.
- Pinczés Z. 1968. A Bükk-hegység tönk- és pediment felszínei.  
Term. földr. dok. 7. sz. MTA FKI p. 32 – 39.
- Pinczés Z. 1980. Production of Planation Surfaces and Their Types as Illustrated on  
the Examples of a Tertiary Volcanic and of a Mesozoic Mountain of  
Limestone  
Közl. a Debreceni KLT Földr. Intézetből  
120. p. 5 – 29.
- Schréter Z. 1964. A Bükk-hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai.  
Hidr. Közl. 34. p. 287 – 294. p. 369 – 381.
- Tóth G. 1975. A Bükk-hegység felszínfejlődési vázlata  
Acta Acad. Agriensis, Eger, 674. p. 455 – 478.
- Tóth G. 1976. A Központi-Bükk karszthidrográfiája (doktori értekezés) p. 1 – 200.)
- Tóth G. 1979. Adatok a Központi-Bükk geomorfológiájához.  
Nemzetközi Földrajzi Tudományos Ülésszak, Pécs, 1979. ápr. 20-án  
elhangozott előadás anyaga (Házi sokszorosítás, Pécs, 1979.) p.  
108 – 125.
- Tóth G. 1982. Kőzetdenudációs, karsztgenetikai és kronológia kérdések a Bükkben  
Acta Academiae Paedagogicae Agriensis XVI. p. 433 – 453.
- Tóth G. 1984. Bükki Nemzeti Park (szerk. Sándor András) A Bükk felszínfejlődése  
és mai formakínese p. 62 – 134. Bp. Mezőgazdasági Kiadó

# J E L M A G Y A R Á Z A T

$T$	= tönkfelszín kismértékben feltagolt maradványa 950 m-es tetőszinttel (Bükk-fennsík)
$P_1$	= Idősebb pliocén elegyengetett felszín 870–850 m-es tetőszinttel
$*$	= A $P_1$ felszín elkülönült (lealacsonyodott) maradványai
$P_2$	= Pliocén végi elegyengetett felszín 700–650 m-es csúcsmagassággal
<i>Kis-fennsík</i> = fennsík jellegű terület	